جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست و یکم، بهار ۱۳۹۶

صص ۱۲۶- ۱۰۹

DOI: 10.22067/geo.v6i1.51672

واکاوی توزیع مکانی کانون‌های تمرکز ارتفاع برف اَبَر سنگین در جلگۀ گیلان با استفاده از مدل WRF (سامانه‌های برف سنگین سال‌های ۱۳۸۳، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۲)

نیما فریدمجتهدی[۱]- دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی دانشگاه تهران، کارشناس تحقیقات اداره کل هواشناسی گیلان، ایران

پروین غفاریان- دکتری هواشناسی، عضو هیات علمی پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، ایران

سمانه نگاه- دکتری هواشناسی، کارشناس تحقیقات اداره کل هواشناسی گیلان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۳ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۱۱/۲

چکیده

جلگۀ مرکزی گیلان طی دهه اخیر تحت تأثیر سه سامانه بارشی با بارش فوق سنگین برف قرار گرفته است. شناسایی مناطق تحت مخاطره و تعیین عوامل آب‌وهوایی مقیاس منطقه‌ای تاثیرگذار روی شکل‌گیری الگوی مکانی بیشینه عمق برف، نقش مهمی در مقوله مدیریت بحران و تسریع خدمات‌رسانی به جوامع آسیب‌پذیر ایفا می‌کند. بدین منظور، سازوکار این سامانه‌ها با استفاده از اجرای مدل عددی WRF با تفکیک افقی ۷ و ۲۱ کیلومتر شبیه‌سازی و بررسی شد. خروجی مدل دقت قابل قبولی در شبیه‌سازی مقادیر بارش و آشکارسازی دو هسته بیشینه ارتفاع برف یکی در جلگه مرکزی گیلان و دیگری حوالی تالاب انزلی دارد. منشأ این سه سامانه، توده هوای سرد و پرفشار قطبی از سمت شمال کشور روسیه و یا زبانه پرفشار نیمه‌دائمی سیبری و همراهی آن با ناوه‌های عمیق سطوح میانی جو است. گردش واچرخندی با هسته قوی روی شمال و شمال‌شرقی دریای کاسپین موجب فرارفت هوای سرد در لایه‌های زیرین وردسپهر می‌شود. واداشت سرمایشی ناشی از گسترش زبانه توده هوای سرد روی رشته‌کوه‌های قفقاز و شارش جریان‌های سرد کوه به دشت، موجب شکل‌گیری واچرخند ثانویه در مقیاس محلی روی جلگه کورا در غرب کاسپین می‌شود. تباین دمایی بین جلگه کورا و پهنه آبی کاسپین و همچنین شیو فشاری بین جلگه کورا و سواحل جنوب‌غربی کاسپین با سوی شرقی میدان باد از جانب پرفشار ثانویه کورا همراه است که در برخورد با جریان‌های غرب‌سو ناشی از گردش ساعتگرد واچرخندسرد روی کاسپین، موجب همگرایی جهت باد سطحی به صورت باند همگرایی در امتداد ساحل غربی پهنه کاسپین می‌شود. جریان‌های همگرا شده، حامل شارهای رطوبت بوده و به پهنه کوچکی در جنوب‌غربی سواحل

۱ نویسنده مسئول: ۰۹۱۱۱۳۴۳۲۴۵۸ Email: nima.fm@gmail.com

کاسپین وارد می‌شود که دقیقاً منطبق بر کانون بیشینهٔ عمق برف در جلگهٔ مرکزی گیلان است. در سامانه برف ۱۳۹۲ در ناحیه همگرایی جریان باد در تصویر سنجنده مودیس ماهواره ترا و همچنین تصویر شدت بارشِ خروجی رادار گیلان، باند ابری مشاهده می‌شود که نتایج حاصل از شبیه‌سازی مدل عددی و تحلیل‌های همدید را تأیید می‌کند.

کلیدواژه‌ها: جلگه گیلان، برف سنگین، مدل عددی WRF، واچرخند ثانویه کورا، ناحیه همگرایی.

۱. مقدمه

پیش‌بینی رخ‌داد و الگوی مکانی مخاطره‌های طبیعی یکی از مشکل‌های اساسی در زمینه مدیریت ریسک مخاطره‌های محیطی و جلوگیری از تبدیل آن‌ها به بحران است؛ بنابراین مطالعه در زمینهٔ ویژگی‌های زمانی و الگوهای مکانی بلندمدت چنین رخ‌دادهایی می‌تواند کلید اساسی در زمینهٔ چیدمانِ توان‌های مالی و انسانی در جهت کاهش اثرهای مخاطره های طبیعی باشد. هرچند از یک سو، عدم وجود آمارهای بلندمدت فراوانی رخ‌داد، تغییرهای وقوع یافته در فراوانی و شدت رخ‌دادهای حدی در سطح جهانی ناشی از تغییرهای آب‌وهوایی و همچنین وقوع پدیده‌های جوی کم سابقه و یا بی‌سابقه، همگی سبب ضعف در زمینه شناخت از مخاطره‌های جوی شده است. با این‌حال، شبکه ناکافی پوشش ایستگاه‌های همدید، شبکه راداری و عدم وجود حساسیت علمی تا مدت‌های طولانی در رابطه با این مقوله‌ها، امکان مطالعه در این زمینه را مشکل کرده است. این مقاله برای اولین‌بار در راستای پژوهش کاربردی در حوزه آب‌وهواشناسی و مدیریت بحران، گامی نو در جهت شناسائی فرایندهای منجر به شکل‌گیری الگوی مکانی خطر برف اَبَر سنگین در جلگهٔ گیلان برداشته است. بدون شک جلگهٔ گیلان در زمینه درگیری با مخاطره‌های برف سنگین و حجم خسارت‌ها و درگیری در پهنه فلات ایران از شرایط خاصی برخوردار است. هرچند از دلایل این افزایش خسارت را می‌توان افزایش سکونتگاه‌های شهری، عدم توجه به معیارهای شهرسازی، آب‌وهوایی و... دانست (فریدمجتهدی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۰۹). در یک دهه اخیر افزایش فراوانی رخ‌داد برف‌های سنگین بر خلاف دو دهه قبل، سبب افزایش توجه به این مخاطرهٔ جوی در مجامع علمی و اجرایی در سطح استان گیلان و حتی کشور شده است. در بیشتر مطالعاتی که تاکنون در زمینهٔ برف‌های سنگین گیلان انجام شده، هدف تشریح سازوکار همدید–دینامیکی رخ‌دادهای موردی و بلندمدت بوده است. هرچند اخیراً مطالعه‌ای بلندمدت در این زمینه انجام یافته است (مومن‌پور و همکاران،۱۳۹۳: ۱۷). اگرچه تاحدودی با انجام این مطالعه‌ها نسبت به الگوهای همدید و گرماپویایی[۱] این رخ‌دادها شناختی به دست آمده، اما شناسایی رخ‌دادهای این‌چنینی با ویژگی‌های فیزیکی و الگوی مکانی خاص، نیاز به شناخت از عوامل جغرافیایی و آب‌وهوایی در مقیاس‌های منطقه‌ای و محلی دارد. علاوه براین،

1 Thermodynamic

بیشینهٔ عمق برف در جلگهٔ مرکزی گیلان علی‌رغم مساحت کم، در هر رخ‌داد در یک منطقه رخ می‌دهد. بررسی بلندمدت نشان‌دهندهٔ دو الگوی مکانی در جلگهٔ گیلان می‌باشد که می‌توان از الگوی غرب جلگهٔ مرکزی (بندرانزلی) و الگوی مرکزی این جلگه (رشت) نام برد. با این‌حال پرسش اساسی در زمینهٔ برف‌های سنگین گیلان، علل رخ‌داد آن در جلگهٔ مرکزی و دیگری جابجایی محدودهٔ نزول بیشینهٔ عمق برف اَبَر سنگین در این پهنه (جلگهٔ مرکزی گیلان) از شرق به مرکز و غرب است. این پژوهش در مقام پاسخ‌گویی به این پرسش‌های بنیادی که نه تنها از لحاظ علمی دغدغهٔ پژوهشگران در این عرصه بلکه از بزرگ‌ترین چالش مدیران بحران نیز است. در این پژوهش هدف، پاسخ به دو پرسش است. ۱. سازوکار رخ‌داد برف‌های سنگین در جلگهٔ مرکزی گیلان چیست؟ ۲. علل شکل‌گیری دو الگوی متفاوت پوشش مکانی این برف‌ها چه بوده است؟ چرا در دو برف ۱۳۸٦(۲۰۰۸) و ۱۳۹۲(۲۰۱٤) بیشینهٔ عمق برف در حاشیهٔ تالاب انزلی (غرب جلگه مرکزی گیلان) و در برف ۱۳۸۳ (۲۰۰۵) در رشت (مرکز جلگهٔ گیلان) رخ داده است؟ (شکل ۲ و ۳). در این مطالعه سه مورد برف اَبَر سنگین جلگهٔ مرکزی گیلان شامل برف‌های سنگین ۱۹ الی ۲۲ بهمن ۱۳۸۳، برف‌های سنگین ۱۷ الی ۲٤ دی ۱۳۸٦ و ۱۰ الی ۱۵ بهمن ۱۳۹۲ که بخش‌های وسیعی از استان را دچار چالش ساخت (جدول ۱ و ۲)، مورد بررسی قرار گرفت. در هر مورد از این برف‌ها، بیشینهٔ عمق برف به بیش از ۱/۵ متر رسید. پژوهش‌های متعدد در خصوص ریزش‌های نیواری (جوی) همچون باران و برف‌های سنگین در کرانه جنوبی دریای کاسپین یکی از موارد مورد علاقهٔ پژوهشگران بوده است، جلگهٔ گیلان به عنوان جایگاهِ بسیاری از بیشینه‌های مربوط به پدیده‌های بارشی به ویژه بیشترین حجم بارش در سطح کشور (علیجانی،۱۳۷۹:۱۲۱) رژیم ماهانه خاص بارش (مسعودیان،۱۳۸٤: ۵۷)، بیشینه بارش ۲٤ ساعته کشور (فریدمجتهدی و همکاران،۱۳۹٤:۱٤) و... در سطح کشور است. از جمله مطالعه‌ها در زمینه بارش‌های سنگین در کرانهٔ جنوبی دریای کاسپین می‌توان از پژوهش عساکره و همکاران (۱۳۹۱: ۵۱) نام برد. آن‌ها پنج الگوی همدید پرفشار که با سازوکار همرفت وزشی و با همراهی ناپایداری تراز بالا منجر به بارش سنگین ماه سپتامبر در شهریور شده بود را شناسایی کردند. فهیمی‌نژاد و همکاران، (۱۳۹۱: ۲۸۱)، در تحقیقی به بررسی همدید و فضایی توفان برف فوریه ۲۰۰۵ گیلان پرداختند. ایشان دریافتند که الگوی بارش برف سنگین فوریه ۲۰۰۵، نتیجه ادغام دو پرفشار سیبری و بالکان بر روی دریای کاسپین و همراهی ناوه در تراز بالا است. مفیدی و همکاران در سه مطالعهٔ پیوسته، سازوکار بارش‌های سنگین فصول سرد سال در کرانهٔ جنوب دریای کاسپین مطالعه کردند. نتایج مطالعهٔ ایشان نشان داد که در وقوع بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای کاسپین نتیجه استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم‌فشار بر روی منطقهٔ کاسپین بوده و در تمامی الگوهای گردش واچرخندی همراه با بادهای شمالی در ترزاهای زیرین جو بر روی دریا تسلط دارد. یافته‌ها همچنین بیانگر آن است که برخلاف الگوی پرفشار در الگوی زوجی

گردش واچرخندی در نیمهٔ جنوبی دریا و در ترازهای زیرین جو به بیشینه خود می‌رسد. شدیدترین بارش‌های زمستان مربوط به این الگو بوده و وزش بادهای شمالی در این الگو در مقایسه با الگوی پرفشار از شدت بیشتری برخوردار است. با این‌حال هرچند همین الگوها در رخ‌داد بارش‌های سنگین جنوب کاسپین عامل اصلی هستند، با این‌حال نقش توده هوای پرفشاردر رخ‌داد بارش‌های سنگین در پائیز نسبت به زمستان پررنگ‌تر است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸٦: ۱۳۱). مطالعه دیگر ایشان نشان داد که علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش زمستانه نسبت به پائیز، به ویژگی‌های فیزیکی دریای کاسپین (دما، شارگرمای نهان) مرتبط است (مفیدی و همکاران،۱۳۹۱: ۱۷۷). در زمینه برف‌های سنگین در نقاط مختلف جهان به خصوص در حاشیهٔ جنوبی دریاچه‌های پنج‌گانه مطالعه‌های زیادی صورت پذیرفته است. مطالعه لدرز و همکاران (۱۹۹٦: ۱۱۱۷) تعداد نه الگوی همدید بارش برف‌های سنگین را در سواحل بادگیر دریاچه ایری و انتاریو آشکار کرد که پنج الگوی آن، مشخصه‌های همدید برف دریاچه‌ای را نشان می‌دهد و چهار الگوی باقیمانده ناشی از اثر چرخند می‌باشند. در مطالعه دیگر، الیس‌وهمکاران (۱۹۹٦:۲۱٦) با استفاده از روش همدید آب‌وهوایی به تشخیص الگوهای جوی مقیاس همدید مسبب بارش برف سواحل بادگیر دریاچه‌های ایری و انتاریو در ایالات نیویورک و پنسیلوانیا از نوامبر تا مارس پرداختند.

جدول ۱ ارتفاع برف جلگه‌های غرب، مرکز و شرق گیلان در رخ‌داد برف‌های اَبَر سنگین گیلان

مجموع برف (سانتی‌متر)	جلگهٔ غربی گیلان		جلگهٔ مرکزی گیلان		جلگهٔ شرقی گیلان	
ایستگاه	آستارا	تالش	بندرانزلی	کشاورزی	لاهیجان	رودسر
۱۹ الی ۲۲ بهمن ۱۳۸۳	۱۰	عدم داده	۳	۱۷۰	۱۲۰	عدم داده
۱۷ الی ۲٤ دی ۱۳۸٦	۳٦	٥۹	۲۰٤	۱۳٦	۹۱	٦٦
۱۰ بهمن الی ۱٥ بهمن ۱۳۹۲	۳٤	۳	۹٥	٤۰	٤٥	۷٥

منبع اداره کل هواشناسی گیلان

جدول ۲ مساحت و برخی از ابعاد انسانی پهنهٔ برف در برف‌های مورد مطالعه

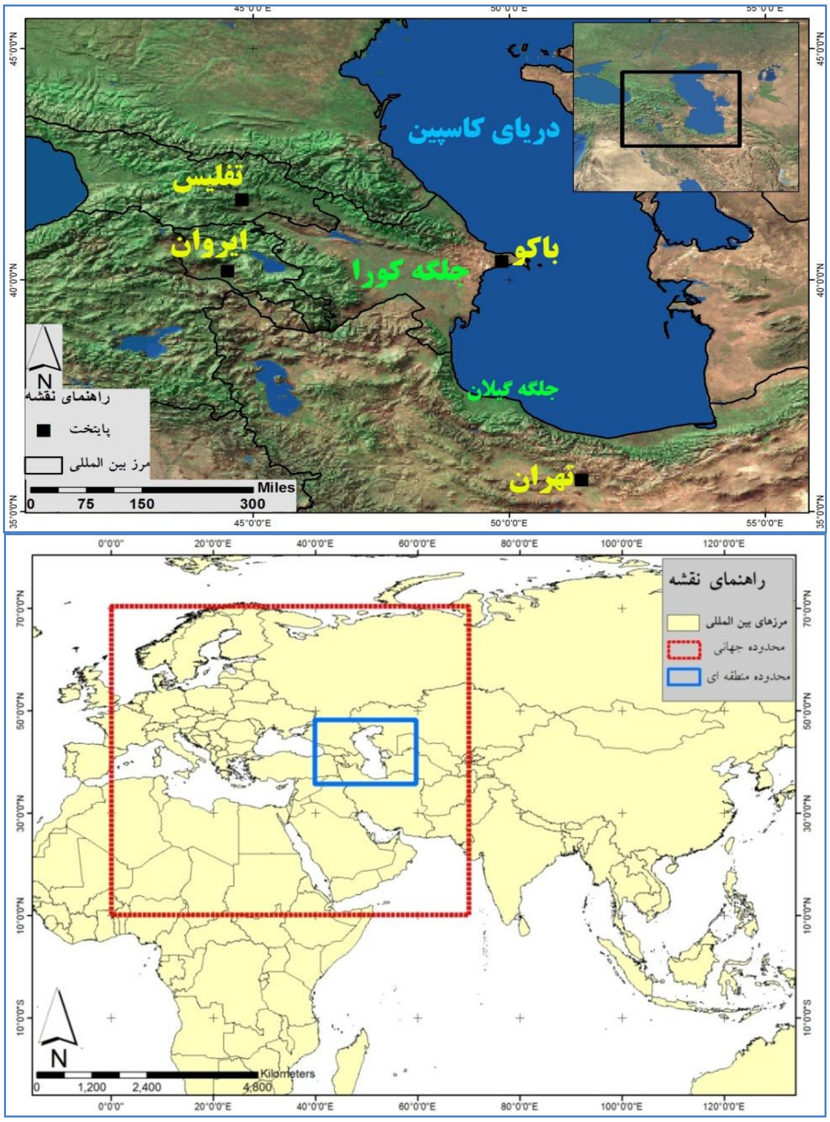
تاریخ	مساحت درگیر در بحران (کیلومتر مربع)	تعداد شهرهای متأثر	تعداد روستاهای متأثر	میزان جمعیت متأثر	طول راه‌های متأثر
۱۳۸۳	۲۲۵۸	۹	۵۳۰	۳۷۸۴۳۱	۲۸۳۲/۵
۱۳۸۶	۵۵۱۱	۳۳	۱۲۷۷	۷۷۸۷۲۲	۶۱۰۵/۹
۱۳۹۲	۴۹۵۲	۲۷	۱۲۱۱	۶۹۴۷۱۷	۵۶۳۶/۵

منبع نگاه و همکاران،۱۳۹۳

۲. منطقه مورد مطالعه

کرانهٔ جنوب‌غربی دریای کاسپین محصور در میان رشته‌کوه‌های البرز و قفقاز است. وجود این پهنهٔ آبی وسیع با همراهی رشته‌کوه‌های عظیم و اندرکنش آن‌ها سبب شکل‌گیری شرایط آب‌وهوایی خاص و همچنین رخ‌داد

پدیده‌های جوی ویژه در این منطقه شده است (شکل ۱). مهم‌ترین عارضه‌های جغرافیایی محدودهٔ مورد مطالعه رشته‌کوه‌های البرز، رشته‌کوه‌های قفقاز، جلگهٔ کورا در جمهوری آذربایجان و جلگهٔ مرکزی گیلان در شمال ایران است. کانون رخ‌داد بارش‌های سنگین برف، جلگهٔ مرکزی گیلان در کرانهٔ جنوب‌غربی دریای کاسپین است. وجود این جلگه به عنوان تنها پیش‌آمدگی خشکی به سمت کاسپین به عنوان یک عامل زمینه‌ساز در منطقه عمل کرده است (فریدمجتهدی و خوش‌اخلاق و همکاران، ۱۳۹۴: ۲۰۰). برخلاف آب‌وهوای معتدل این منطقه، رخ‌دادهای جوی فرین در منطقه امری رایج است. از جمله مهم‌ترین این رخ‌دادها، پدیده برف‌های سنگین است.



شکل ۱ بالا موقعیت منطقه مورد مطالعه در کرانهٔ جنوبی دریای کاسپین، پایین. ابعاد محدودهٔ دو قلمروی انتخابی در پیکربندی اجرای مدل WRF

۳. مواد و روش‌ها

۱. برف‌های سنگین انتخاب شده در این پژوهش منطبق بر سه رخ‌داد برف ابر سنگین در یک دهه اخیر در جلگه گیلان با ارتفاع حدود ۱/۵ متر و بیش از آن است که جلگهٔ مرکزی گیلان را متأثر کرده است. این برف‌ها عبارتند از برف‌های بهمن ۱۳۸۳، دی ۱۳۸٦ و بهمن ۱۳۹۲.

۲. داده‌های روزانه پراسنج‌های هواشناسی از مرکز NCEP/NCAR باتفکیک افقی ۲/۵ درجه برای شناسایی الگوی همدید سامانه‌ها استفاده شدند.

۳. داده‌های GFS-FNL[1] با تفکیک افقی ۰/۵ درجه به عنوان ورودی نسخه ۳,۵,۱ مدل عددی WRF[2] برای شبیه‌سازی الگوی میان مقیاس سامانه‌ها مورد استفاده واقع شد. مدل WRF، یک مدل میان مقیاس پیش‌بینی عددی جو می‌باشد که دارای قابلیت‌های متعدد در شبیه‌سازی کمیت‌های مختلف جوی با تفکیک‌های افقی دلخواه در راستای افقی و قائم است. در این تحقیق تعداد قلمرو انتخابی برای اجرای مدل «دو» و نسبت تفکیک افقی قلمروها ۱ به ۳ است. تفکیک افقی قلمرو اول، ۲۱ کیلومتر و قلمروی دوم ۷ کیلومتر است. آشیانهٔ اول عرض جغرافیایی ۰ تا ۷۵ درجه شرقی و ۱۰ درجه شمالی تا ۷۰ درجه شمالی (نزدیک قطب شمال) امتداد یافته است. قلمرو دوم، نیمهٔ شمالی ایران و دریای کاسپین را در بر می‌گیرد (٤۷-۳٤ درجه شمالی و ٦۰-٤۲ درجه شرقی). تفکیک افقی داده‌های زمینی برای قلمرو اول هر ۱۰ دقیقه (نوزده کیلومتر) و قلمرو دوم هر ۲ دقیقه (چهار کیلومتر) تکرار می‌شود. از نگاشت لامبرت در این مدل استفاده شده است.

٤. از داده‌های ساعتی فراسنج‌های هواشناسی ایستگاه‌های همدید ۱۲ گانه استان گیلان جهت تحلیل آماری ویژگی‌های جواستفاده شد.

۵. تصاویرباند مرئی و ۱-۲-۷ سنجنده مودیس ماهواره‌های ترآ و آکوا در زمان بارش.

٦. تصاویر خروجی‌های شدت (SRI) و مقدار بارش (Rain) رادار کیاشهر گیلان در زمان بارش برف.

واکاوی و بررسی ویژگی‌های فضایی برف در جلگهٔ گیلان

محدودهٔ مورد تأثیر برف، جلگهٔ مرکزی گیلان در کرانهٔ جنوب‌غربی دریای کاسپین است (شکل.۱). جلگهٔ مرکزی گیلان ماحصل فعالیت رسوب‌گذاری رودخانهٔ سفیدرود در کرانه جنوب‌غربی دریای کاسپین است، بنابراین منطبق بر دلتای این رودخانه می‌باشد (شکل.۲). دلتای سپیدرود با مختصات "۱٦ ′۰۰ °۳۷ تا"۰۰′۲۷°۳۷ عرض شمالی و "۰۰′۲۸ °٤۹ تا "۰۰′ ۱٦ °۵۰ طول شرقی، بزرگ‌ترین دلتای تشکیل شده در سواحل جنوبی دریای کاسپین است. مساحت دلتا که در بخش غربی واحد زمین‌ریخت‌شناسیِ جلگهٔ ساحلی کاسپین واقع شده است،۱۳۵۰ کیلومتر مربع است و در امتداد شرقی-غربی از شرق تالاب انزلی تا شمال

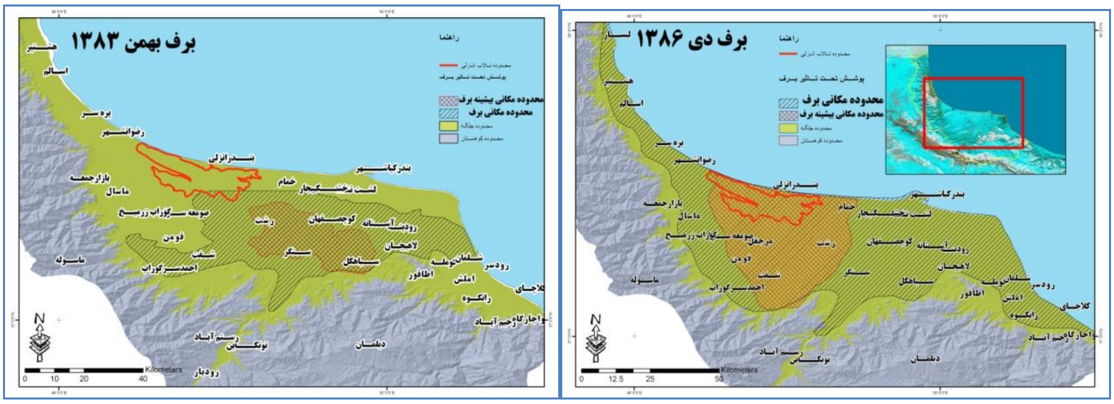
1 General Forecast System - Final Data (NCEP)
2 Weather Research and Forecast Model (NCEP)

چمخالهٔ لنگرود و جنوبی-شمالی از جنوب امامزاده‌هاشم رشت تا شمال بندرکیاشهر کشیده شده است. مقایسه مناطق درگیر و آسیب‌پذیر که از برف‌های جلگهٔ مرکزی گیلان، که از روی‌هم‌گذاری محدوده‌های الگوی مکانی برف به دست آمده است. نشان‌دهندهٔ نتایج جالب توجه است. در الگوی مکانی برف‌های سنگین منطقهٔ درگیر با بحران برف، جلگهٔ مرکزی گیلان است (شکل‌های ۲ و ۳). به نوعی که در سه برف سنگین انتخاب شده، این الگو به جزء در یک مورد، جلگه‌های غرب و شرق گیلان را تحت تأثیر قرار نمی‌دهند. در این سه مورد، فقط در برف ۱۳۸٦ جلگهٔ غربی گیلان و در برف ۱۳۹۲، جلگهٔ شرقی گیلان متأثر شده‌اند. با این‌حال، توجه به الگوی بیشینهٔ ارتفاع برف نکتهٔ دیگری را نمایان می‌سازد. الگوی بیشینهٔ ارتفاع برف در تمامی برف‌های سنگین انتخاب شده، در جلگهٔ مرکزی گیلان رخ می‌دهد، تنها با این تفاوت که با توجه به نحوهٔ جهت جریان و شارش به منطقه، تفاوت‌های مکانی در هر مورد در سطح جلگه مشاهده می‌شود. به عنوان مثال در برف ۱۳۸۳، الگوی بیشینهٔ عمق برف سنگین در میانه جلگهٔ مرکزی (رشت) رخ‌داده است ولی در برف ۱۳۸٦ و ۱۳۹۲ در غربِ جلگهٔ مرکزی (حوالی تالاب انزلی) محل بیشینهٔ عمق برف سنگین است (شکل.۳).

جدول ۳ ویژگی‌های ژئومتری[1] مناطق تحت تأثیر برف‌های سنگین ۱۳۸۳، ۱۳۸٦ و ۱۳۹۲ استان گیلان

تاریخ	مساحت درگیر در بحران (کیلومتر مربع)	تعداد شهرهای متأثر از برف	تعداد روستاهای متأثر از برف	میزان جمعیت متأثر از برف	طول راه‌های متأثر از برف
۱۳۸۳	۲۲۵۸	۹	۵۳۰	۳۷۸٤۳۱	۲۸۳۲/۵
۱۳۸٦	۵۵۱۱	۳۳	۱۲۷۷	۷۷۸۷۲۲	٦۱۰۵/۹
۱۳۹۲	٤۹۵۲	۲۷	۱۲۱۱	٦۹٤۷۱۷	۵٦۳٦/۵

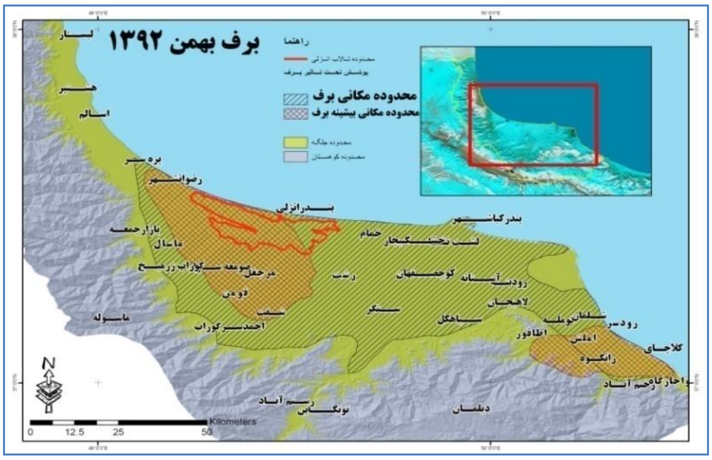
منبع نگارندگان



شکل ۲ محدودهٔ مکانی برف‌های ابر سنگین گیلان، الف: برف بهمن ۱۳۸۳ ب: دی ۱۳۸٦

منبع نگارندگان پردازش تصاویر مودیس

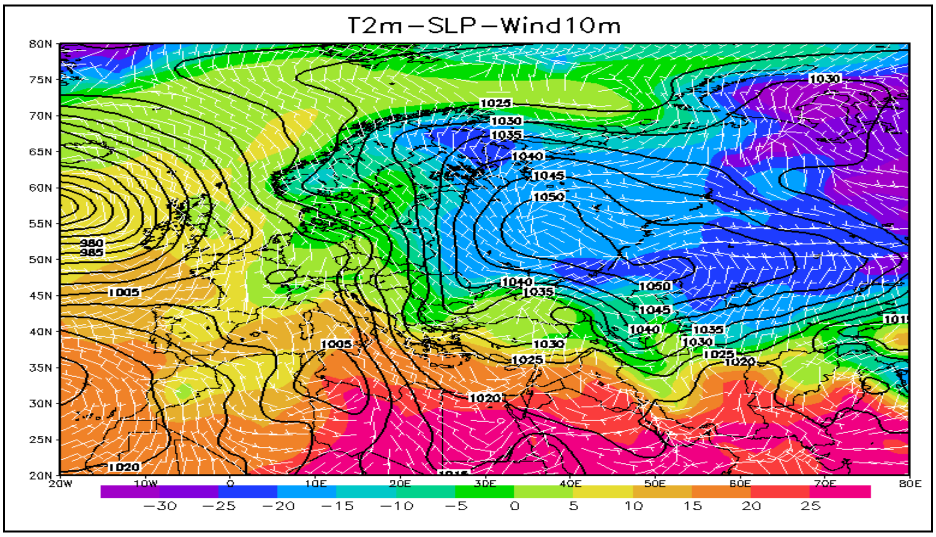
1 Geometries



شکل ۳ محدودهٔ مکانی برف بهمن ۱۳۹۲ استخراج شده از تصویر سنجنده مودیس ماهواره آکووا.

۳. بحث و نتایج

بارش برف سامانه‌های ۱۹ تا ۲۲ بهمن ۱۳۸۳، ۱۷ تا ۲٤ دی ۱۳۸٦ و ۱۰ تا ۱۵ بهمن ۱۳۹۲ به عنوان نمونه‌ای از بارش‌های ابر سنگین برف، سرمایش و کاهش کم‌سابقه دما در حاشیهٔ جنوب‌غربی دریای کاسپین است. در مقیاس همدید منشأ این سامانه‌ها، واچرخندهای سرد اروپایی است که با هسته قوی از مجاورت سرزمین‌های قطبی، به سمت عرض‌های پایین‌تر نفوذ کرده و پس از ادغام با پرفشار نیمه‌دائمی سیبری روی شمال دریای کاسپین قرار می‌گیرد. گردش ساعتگرد (واچرخندی) این توده هوای پرفشار که گسترهٔ جغرافیایی وسیعی از کشور روسیه تا شمال چین را شامل می‌شود، در وردسپهر زیرین با فرارفت هوای سرد به نیمه شمالی کشور همراه است (شکل ٤).



شکل ٤ الگوی فشارسطح دریا (خطوط هم مقدار برحسب هکتوپاسکال)، دمای ۲ متری (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس) با استفاده از داده‌های NCEP-NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ درجه، سامانه بهمن ۱۳۹۲

به منظور یافتن علل و عوامل تاثیرگذار روی عملکرد این سامانه‌ها، آشکارسازی دقیق ساختار آن‌ها و تبیین الگوی مکانی بیشینه ارتفاع برف در استان، از نسخه 3.5.1 مدل عددیWRF برای شبیه‌سازی استفاده شده است (جدول ٤).

جدول ٤ پیکربندی مدل WRF

طرح واره‌های فیزیک مدل	WRF Option
خرد فیزیک ابر	WSM 3-class 3
تابش طول موج کوتاه	(Dudhia, 1989)
تابش طول موج بلند	RRTM
لایه سطحی	Monin-Obukhov
مدل سطحی خشکی	NOAH
همرفت	Kain – Fritsch
لایه مرزی	YSU

۱. ۳. سامانه۱۳۸۳

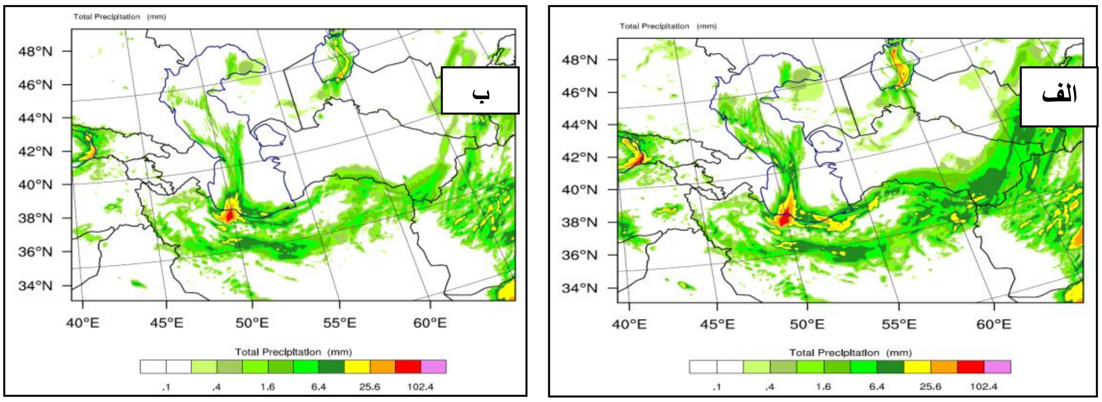
شکل‌های ۵ (الف و ب) خروجی‌های بارش تجمعی ۲٤ ساعته را برای روزهای ۱۹ و ۲۱ بهمن، برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر نشان می‌دهد. مقادیر بارش به دست آمده از این شبیه‌سازی، هسته بیشینه بارش را روی جلگه مرکزی گیلان نشان می‌دهد که انطباق مناسبی با الگوی مکانی ارتفاع برف ثبت شده در ایستگاه‌های منطقه دارد (شکل ۲ الف و جدول ۱). در واقع این خروجی هسته‌های مکانی بیشینه بارش را با دقت قابل قبولی آشکارسازی کرده است. برای تبیین علت مکان‌گزینی بیشینه ارتفاع برف، خروجی‌های دمای ۲ متری و باد ۱۰ متری حاصل از اجرای مدل برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، مورد مطالعه قرار گرفت (شکل ٦ الف، ٦ ب). نکته برجسته که در این خروجی الگوی باد ۱۰ متری مشاهده می‌شود، همگرایی جهت باد از سمت غرب و شرق در امتداد غربی پهنه کاسپین منطبق با باند بارش است. جریان همگراشده با طی مسافت قابل توجه روی پهنه آبی و کسب رطوبت و انرژی کافی از سمت دریا و با سوی مناسب به جلگه مرکزی گیلان وارد می‌شوند.

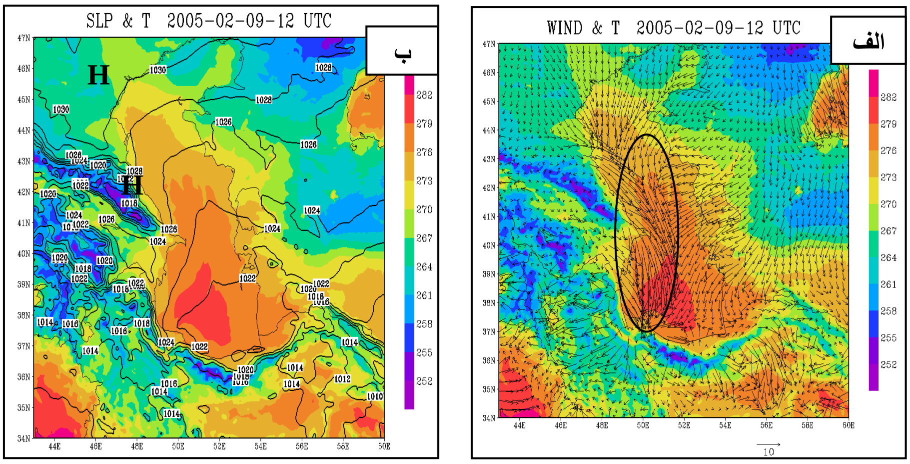
در واقع این جریان حامل شارهای رطوبتی از جانب دریا به خشکی بوده و با ورود به محدوده‌های کوچک درخشکی، موجب تشدید ناپایداری در لایه‌های زیرین وردسپهر در آن محدوده می‌شوند. منطقه همراه با بیشینه بارش، محل برخورد و تلاقی جریان باد از دو جهت شرق و غرب است که به سمت سواحل جنوب‌غربی کاسپین امتداد می‌یابند. این جریان‌ها طی روزهای ۲۰، ۲۱ و ۲۲ بهمن تقویت شده و به جلگه مرکزی گیلان وارد می‌شوند.

برای توجیه رفتار باد در لایه‌های زیرین وردسپهر در این شرایط، به ویژه شکل‌گیری جهت شـرق سـوی باد از جانب رشته‌کوه‌های قفقاز به سواحل غربی کاسپین که با الگوهای بزرگ‌مقیاس و میان‌مقیاس همخـوانی ندارد، الگوی فشار سطح دریا مورد بررسی قرار گرفت (شکل ٦ ب و ۷ ب). باحرکـت جنـوب‌سـوی تـوده هوای پرفشار و افزایش فشار روی عـرض‌هـای پـایین‌تـر، سـرمایش سـطحی ناشـی از فرارفـت سـرد روی رشته‌کوه‌های قفقاز تقویت می‌شود. نکته حائز اهمیت شکل‌گیری پرفشار ثانویه در مقیاس محلی روی جلگـه کورا در غرب سواحل کاسپین است که به تدریج طی روزهای آینده مرکزآن تقویت می‌شود. شکل‌گیری ایـن توده هوای پرفشار منطبق با منطقه‌ای محصور شده توسط رشته‌کوه‌های بلند و محـل فرونشـینی جریـان‌هـای سرد ریزشی از جانب رشته‌کوه‌های قفقاز، به عنوان واداشت توپـوگرافی اسـت. الگـوی دمـای ۲ متـری نیـز حضور هسته‌های بسیار سرد را روی رشته‌کوه‌های قفقاز نشان می‌دهد.

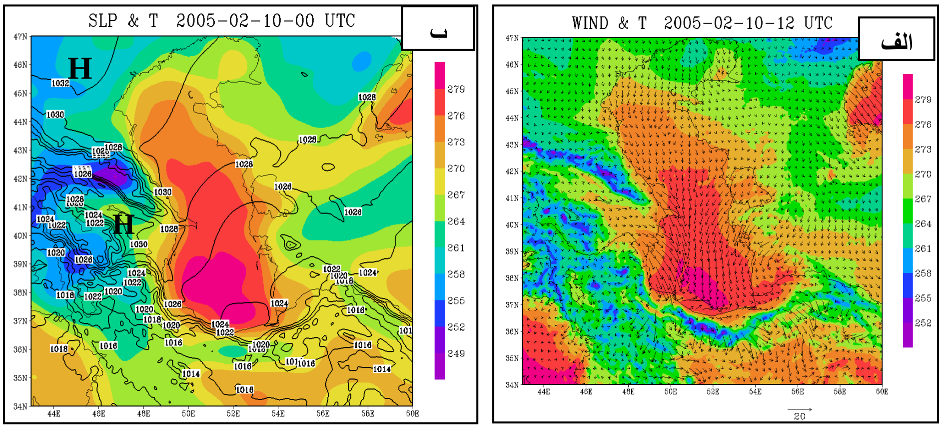
به نظر می‌رسد شکل‌گیری جریان‌های سرد کوه به دشت ناشی از سرمایش سطحی روی رشـته‌کـوه‌هـای قفقاز می‌تواند به عنوان عامل شکل‌گیری این پرفشار ثانویه و در مقیاس محلی عمـل کنـد. بـا حضـور ایـن پرفشار ثانویه روی غرب سواحل کاسپین که فشار مرکزی آن بیشتر از مقادیر فشار روی پهنه کاسپین جنـوبی و سواحل جنوب‌غربی کاسپین (استان گیلان) است و همچنین وجود تباین دمایی میان پهنـه آبـی کاسـپین و سطح خشکی در غرب سواحل کاسپین، جریان‌های شرق سو از جانب این توده هوای پرفشـار ثانویـه شـکل می‌گیرد که در محل تلاقی با جریان‌های غرب‌سو در امتداد پهنه غربی کاسپین، به منطقه محدودی وارد شـده و موجب تشدید ناپایداری می‌شود. این درحالی است که همگرایی جریان بـاد در الگوهـای میـان مقیـاس و نقشه‌های با تفکیک افقی ۲/۵ درجه قابل شناسایی نیست.

شکل ۵ خروجی‌های بارش تجمعی ۲٤ ساعته مدل WRF بر حسب میلی‌متر برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، الف) روز ۱۹ بهمن ۱۳۸۳. ب) روز ۲۱ بهمن ۱۳۸۳

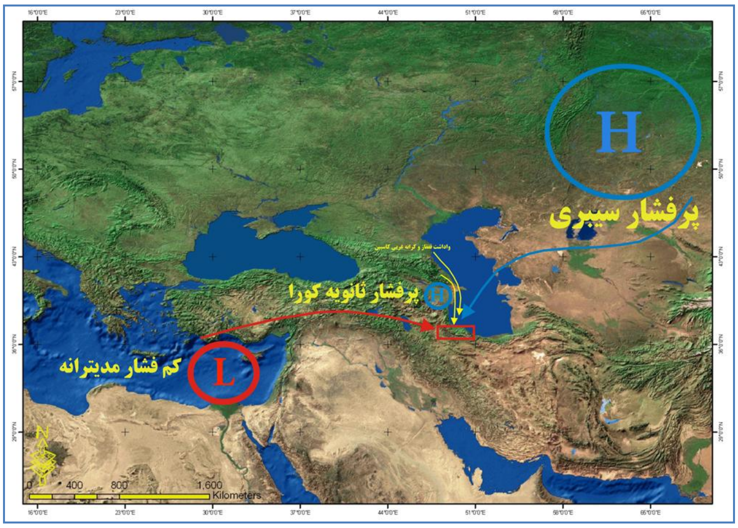




شکل۶ الف) خروجی‌های میدان باد و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، ب) خروجی‌های میدان فشار سطح دریا (خطوط هم مقدار بر حسب هکتوپاسکال) و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، مدل **WRF** برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۱ بهمن ۱۳۸۳



شکل۷ الف) خروجی‌های میدان باد و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، ب) خروجی‌های میدان فشار سطح دریا (خطوط هم مقدار بر حسب هکتوپاسکال) و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، مدل **WRF** برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۲ بهمن ۱۳۸۳



شکل ۸ طرح‌واره مفهومی سازوکار رخداد برف سنگین بهمن ۱۳۸۳ به اقتباس از خروجی‌های مدل **WRF**

۲. ۳. سامانه‌های ۱۳۸٦ و ۱۳۹۲

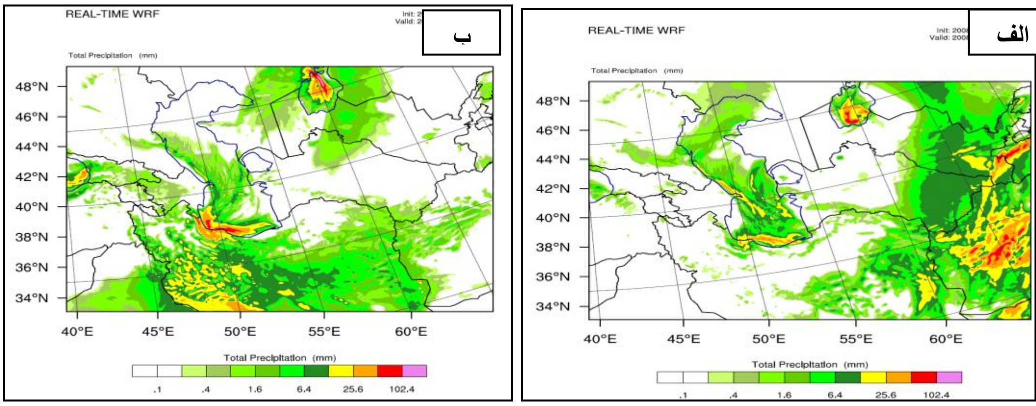
در سامانه ۱۳۸٦ و ۱۳۹۲ نیز سازوکار مشابه با سامانه بهمن ۱۳۸۳ از نظر شکل‌گیری الگوی مکانی بیشینه ارتفاع برف در جلگه مرکزی گیلان مشاهده می‌شود (شکل ۹ و ۱۱). همراه با نفوذ جنوب سوی توده هوای پرفشار سرد از شمال کشور روسیه، پرفشار ثانویه روی جلگه کورا در منطقه محصور شده میان رشته‌کوه‌های قفقاز شکل می‌گیرد (شکل ۱۰ ب، ۱۲ ب)، تشکیل این واچرخند ناشی ازجریان‌های سرد ریزشی از جانب پهنه‌های سرد مناطق مرتفع قفقاز بوده که به سمت جلگه کورا شارش کرده (شکل ۱۰ الف، ۱۲ الف) و جریان‌های سرد کوه به دشت موجب تجمع توده هوا روی جلگه کورا شده و فشار در مرکز این توده هوا تا ۱۰۳٦ هکتوپاسکال تقویت می‌شود (شکل ۱۰ ب،۱۲ ب).

وجود پربندهای فشاری با مقادیر کمتر از ۱۰۳۰ هکتوپاسکال روی نوار ساحلی جنوبی کاسپین موجب شارش جریان‌های شرق سو از سمت سواحل غربی کاسپین به سمت شرق می‌شود که در برخورد با جریان‌های غربی ناشی از گردش واچرخندی پرفشار سرد اروپایی، نوار همگرایی باد را روی امتداد غربی پهنه کاسپین ایجاد می‌کند (شکل ۱۰ الف، ۱۲ الف). به طور مشابه این شرایط در الگوی خروجی مدل WRF برای سامانه بهمن ۱۳۹۲ نیز مشاهده می‌شود (شکل ۱۳).

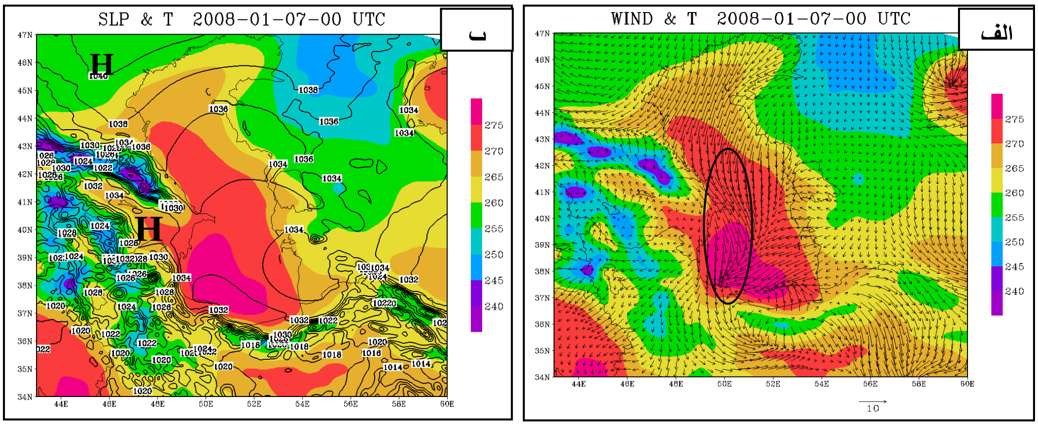
شارش جنوب سوی میدان باد در امتداد نوار همگرایی و عبور توده هوای سرد از روی پهنه گرم دمایی کاسپین جنوبی با تزریق شار رطوبت و تقویت ناپایداری توده هوا در وردسپهر زیرین همراه است؛ به عبارت دیگر فارغ از سازوکار دینامیکی سامانه‌ها در لایه‌های مختلف جو و همچنین شرایط گرماپویایی مانند پهنه دمایی گرم‌تر کاسپین جنوبی در مقایسه با دمای توده هوای سرد عبوری از روی آن، نقش عوامل منطقه‌ای بویژه واداشت توپوگرافی رشته‌کوه‌های قفقاز در شکل‌گیری جریان‌های محلی و همگرایی میدان باد در شکل‌گیری الگوی مکانی بیشینهٔ ارتفاع برف در جلگه مرکزی گیلان، حائز اهمیت است.

طرح‌واره مفهومی الگوی میان مقیاس شکل‌گیری توده هواهای شناسایی شد و محل شکل‌گیری نوار همگرایی جریان باد و همچنین نحوهٔ ورود شارهای رطوبت به جلگه گیلان در شکل ١٤ و ١٥ مشاهده می‌شود. شکل‌گیری باند ابر منطبق بر ناحیه همگرایی جریان باد، روی پهنهٔ غربی کاسپین، در تصویر سنجنده مودیس ماهواره ترا (شکل ١٦) و همین‌طور محصول‌های مقادیر بارش و شدت بارش مربوط به رادار گیلان (کیاشهر) (شکل ۱۷) نیز به وضوح مشهود است.

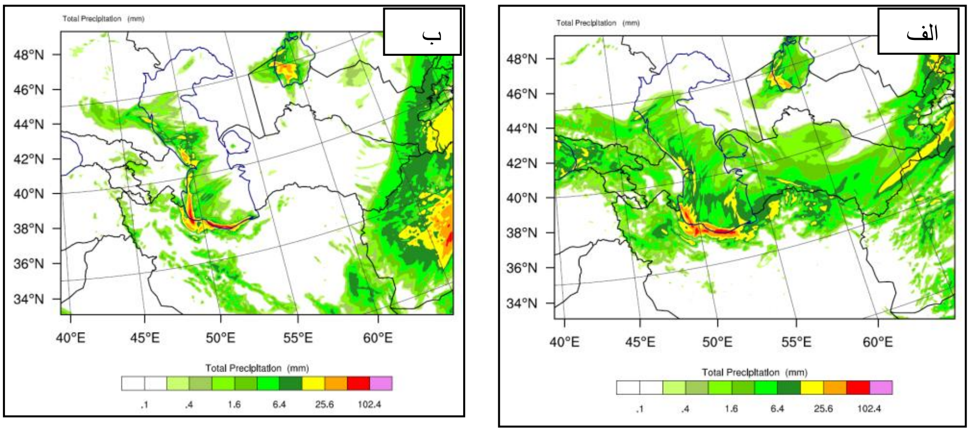
در واقع ناحیه نشان داده شده، محل برخورد و تلاقی جریان باد از دو جهت شرق و غرب است که به سمت سواحل جنوب‌غربی کاسپین امتداد می‌یابند.



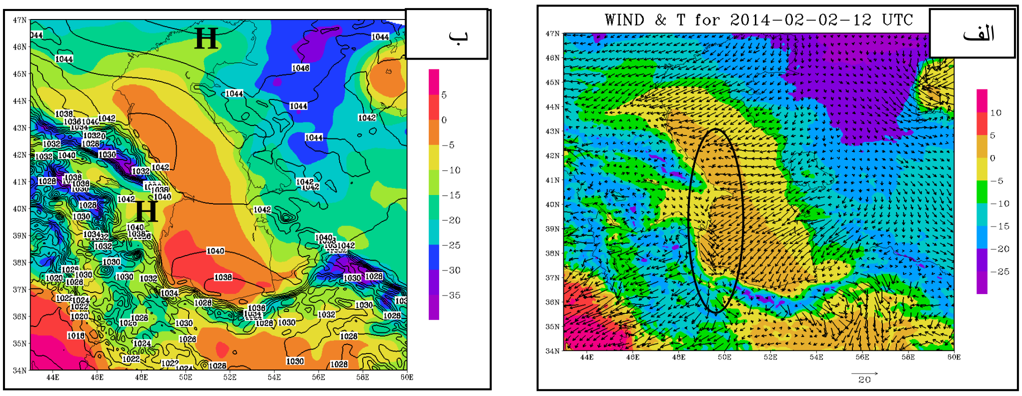
شکل ۹ خروجی‌های بارش تجمعی ۲۴ ساعته (بر حسب میلی‌متر) مدل WRF برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، الف) روز ۷ ژانویه، ب) روز ۲۱ دی ۱۳۸٦



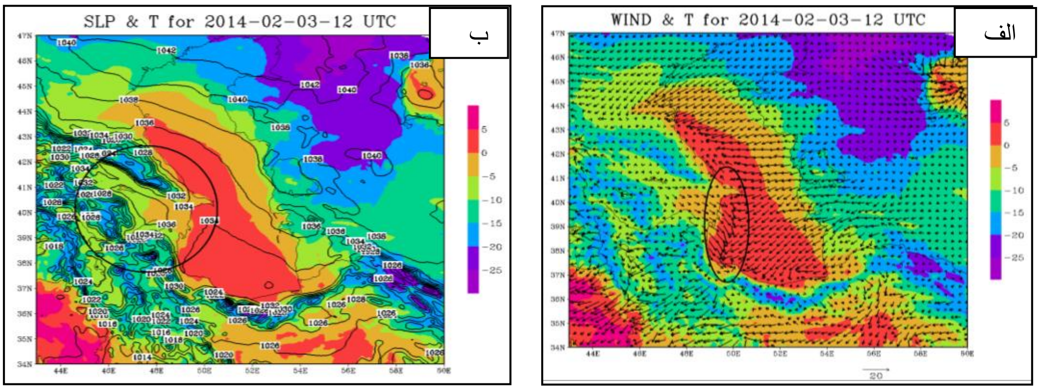
شکل۱۰ الف) خروجی‌های میدان باد و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، ب) خروجی‌های میدان فشار سطح دریا بر حسب هکتوپاسکال (خطوط هم مقدار) و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، مدل WRF برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۱۷ دی ۱۳۸٦



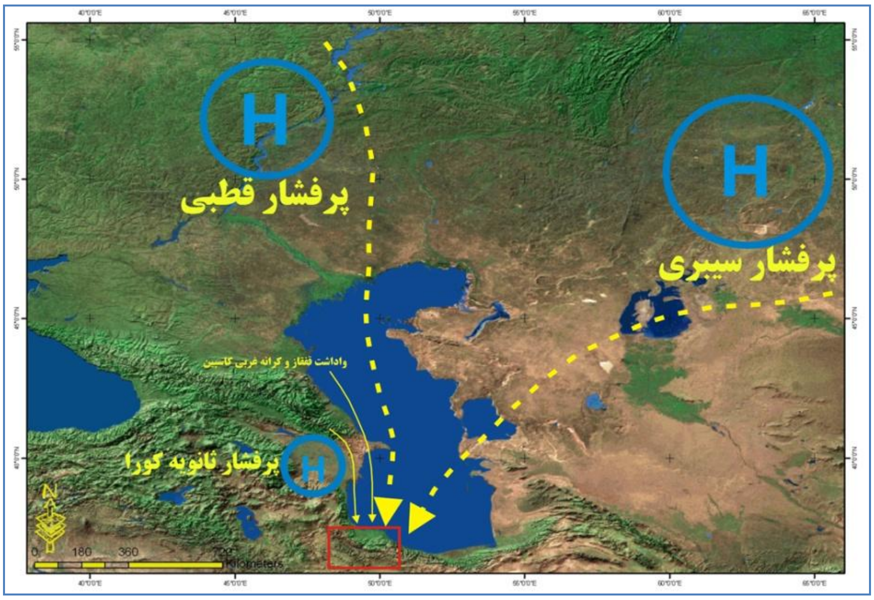
شکل‌های ۱۱ خروجی‌های بارش تجمعی ۲۴ ساعته مدل WRF بر حسب میلی‌متربرای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، الف) روز ۱۳ بهمن ۱۳۹۲، ب) روز ۱۴ بهمن ۱۳۹۲



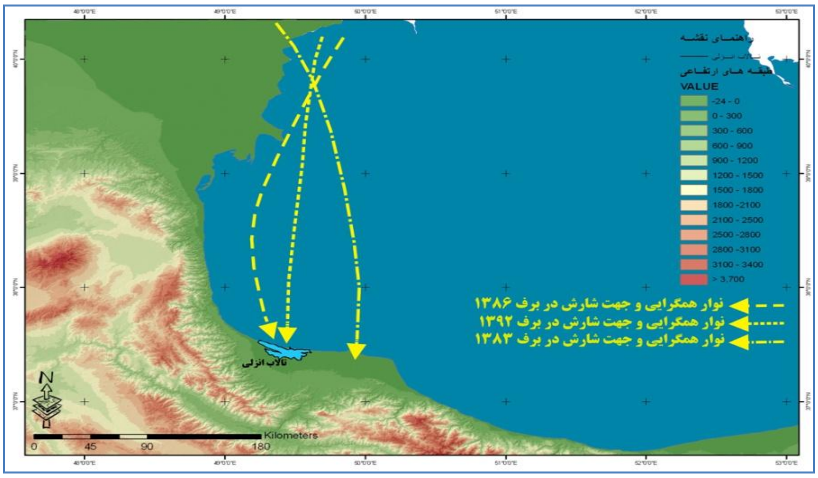
شکل۱۲ الف) خروجی‌های میدان باد و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، ب) خروجی‌های میدان فشار سطح دریا (خطوط هم مقدار بر حسب هکتوپاسکال) و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، مدل **WRF** برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ بهمن ۱۳۹۲



شکل۱۳ الف) خروجی‌های میدان باد و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، ب) خروجی‌های میدان فشار سطح دریا (خطوط هم مقدار بر حسب هکتوپاسکال) و دما (پهنه رنگی بر حسب درجه سلسیوس)، مدل **WRF** برای تفکیک افقی ۷ کیلومتر، ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۴ بهمن ۱۳۹۲

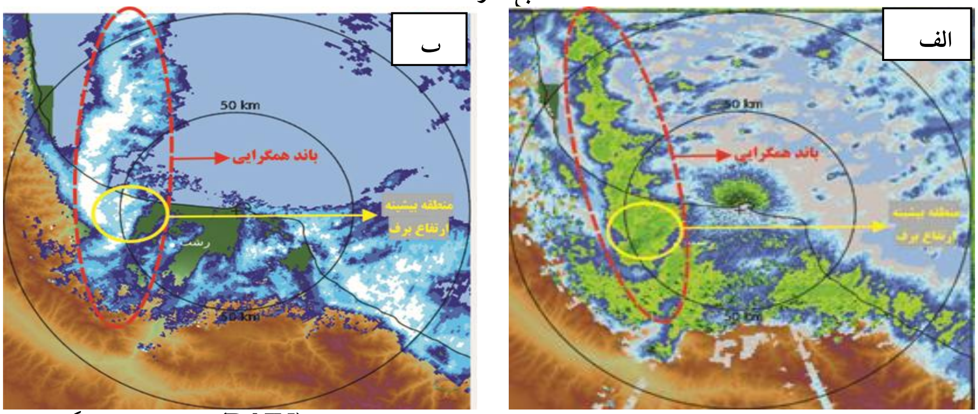


شکل ۱٤ طرح‌واره مفهومی سازوکار رخداد برف سنگین دی ۱۳۸٦ و بهمن ۱۳۹۲ به اقتباس از خروجی‌های مدل **WRF**

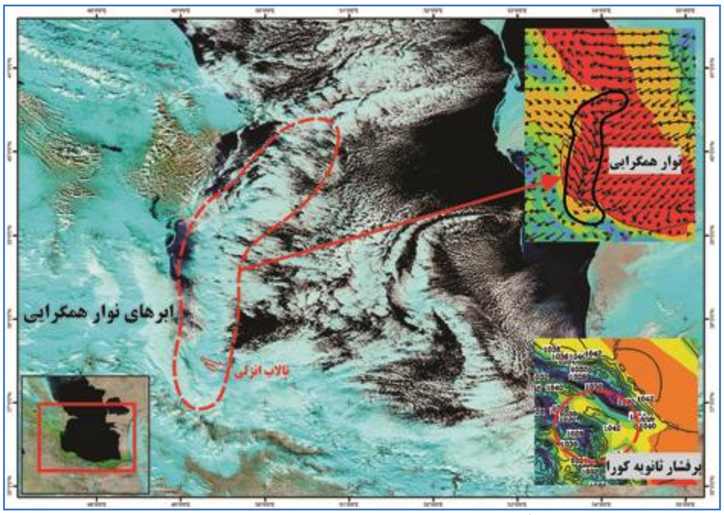


شکل ۱۵ طرح‌واره سه مسیر باند همگرایی شکل‌گرفته در جریان برف‌های ابر سنگین گیلان و انطباق اشکار آن با مکان بیشینه برف‌های سنگین

منبع نگارندنگان



شکل ۱٦ تصاویر رادار کیاشهر در تاریخ ١٤ بهمن ۱۳۹۲ سمت راست. خروجی مقدار بارش (RAIN) منطبق بر نوار همگرایی، سمت چپ شدت بارش (SRI) منطبق بر نوار همگرایی



شکل ۱۷ شناسائی باند همگرایی در برف بهمن ۱۳۹۲ در تصویر سنجنده مودیس

٤. نتیجه‌گیری

استان گیلان طی کمتر از یک دهه اخیر به دفعات پدیده مخاطره آمیز برف سنگین را تجربه کـرده اسـت. شدت این پدیده در برخی مناطق منجر به شکل‌گیری بحران در ابعاد مختلف جامعه و ایجاد محدودیت‌هـای گسترده شد. شناسایی عوامل مؤثر بر شکل‌گیری کانون بحران در منطقه و امکان‌سنجی پیش آگاهی از گسـتره مکانی وقوع این پدیده می‌تواند در مقوله مدیریت بحران حائز اهمیت باشد. در ایـن پـژوهش نقـش عوامـل منطقه‌ای و مؤلفه‌های جغرافیایی تاثیرگذار روی شکل‌گیری الگوی مکانی بیشینه ارتفاع بـرف در سـه سـامانه منجر به بارش‌های فوق سنگین برف در استان گیلان با استفاده از اجرای مدل عددی WRF با تفکیک افقـی ۷ کیلومترمورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور فارغ از عوامل همدید و دینامیکی مؤثر بر سازوکار ایـن سـه سامانه، نقش واداشت‌های تأثیر گذار بر تقویت و تشدید بارش برف در مقیاس مکـانی خـرد و مکـان‌گزینـی بیشینه ارتفاع برف در منطقه مورد شناسایی شد. برخی از نتایج به دست آمده عبارتند از:

●در ابعاد میان مقیاس، منشأ شکل‌گیری این سامانه‌ها، واچرخندهای سرد شمال اروپا و یا واچرخند نیمـه دائمی سیبری است که با هسته قوی به سمت عرض‌های پایین‌تر نفوذ کرده و زبانه سرد آن‌هـا نیمـه شـمالی ایران و سواحل جنوبی کاسپین را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

●گردش ساعتگرد (واچرخندی) این توده هوای پرفشار که گسترهٔ جغرافیایی وسیعی از کشور روسـیه تـا شمال چین را شامل می‌شود، در وردسپهر زیرین با فرارفت هوای سرد به نیمه شمالی کشور همراه است.

●خروجی بارش حاصل از شبیه‌سازی مدل عددی WRF، الگوی مکانی بیشینهٔ ارتفاع برف مربوط به سه سامانه اخیر که عمدتاً شامل جلگه مرکزی گیلان و حـوالی جنـوب تـالاب انزلـی بـوده اسـت را بـه خـوبی آشکارسازی کرده است.

●نکته حائز اهمیت در خروجی باد ۱۰ متری در منطقه آن است که در هـر سـه سـامانه فـوق بـا حرکـت جنوب‌سوی هسته پرفشار سرد به سمت عرض‌های پایین‌تر، سرمایش روی منطقه قفقاز و رشته‌کوه‌های بلنـد این منطقه تشدید می‌شود. این شرایط در الگوی دمای ۲ متری به خوبی مشهود است. شکل‌گیری جریان‌های سرد کوه به دشت ناشی از حضور هسـته‌هـای سـرد روی رشـته‌کـوه‌هـای قفقـاز بـزرگ و کوچـک، سـبب شکل‌گیری یک سلول پرفشار ثانویه در مقیاس محلی روی جلگهٔ کورا می‌شود.

●در هر سه سامانه، استقرار پرفشار ثانویه روی غرب سواحل کاسپین (جلگهٔ کورا) و تضعیف پربنـدهای فشاری روی سواحل جنوبی کاسپین و همچنین تباین دمایی میان پهنه آبی کاسپین و دمای سطح خشـکی در غرب سواحل (جلگهٔ کورا) موجب شکل‌گیری جریان‌های شرق سو از سمت جلگه کورا به سمت پهنـه آبـی کاسپین جنوبی می‌شود. این جریان‌های شرق سو به عنوان واداشتی در مقیـاس محلـی در مقابـل جریـان بـاد

غرب‌سو که از سمت توده هوای پرفشار مستقر در شمال‌شرق دریای کاسپین قرار دارد عمل کرده و همگرایی جریان باد را در محل تلاقی آن‌ها و به سمت عرض‌های پایین سبب می‌شود.

●در هر سه سامانه، جریان باد ۱۰ متری همگرا شده به صورت باند همگرایی در امتداد ساحل غربی پهنه کاسپین جنوبی، به محدودهٔ کوچکی در سواحل جنوب‌غربی کاسپین در جلگه مرکزی گیلان و یا حوالی تالاب انزلی وارد شده و تشدید ناپایداری را در لایه‌های زیرین وردسپهر به دنبال دارد. مکان‌گزینی بیشینه ارتفاع برف بسته به مسیر ورود جریان‌های همگراشده در جلگه مرکزی گیلان است. تصاویر سنجنده مودیس ماهواره ترآ و آکوا و همچنین محصولات شدت بارش مربوط به رادار کیاشهر (گیلان) شکل‌گیری باند ابر منطبق بر نوار همگرایی باد را به روی پهنه غربی سواحل کاسپین تأیید می‌کند که وارد بخش‌های جنوب‌غربی می‌شود.

کتابنامه

عساکره، حسین؛ خوش‌رفتار، رضا؛ ستوده، فاطمه؛ ۱۳۹۱. تحلیلی بر بارش‌های سنگین روزانه سپتامبر در ارتباط با الگوهای همدید در استان گیلان (۱۹۷٦–۲۰۰۵). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. سال ٤٤. شمارهٔ ۸۰ صص: ٦٦–۵۱.

فهیمی‌نژاد، الهام؛ حجازی‌زاده، زهرا؛ علیجانی، بهلول؛ ضیائیان، پرویز؛ ۱۳۹۱. تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵). مجلهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای. شمارهٔ نوزدهم. صص: ۳۰۲–۲۸۱.

فریدمجتهدی، نیما؛ خوش‌اخلاق، فرامرز؛ نیری، معصومه؛ افشارمنش، حمیده؛ ۱۳۸۵. واکاوی همدید رخ‌داد بارش برف سنگین فوریه ۲۰۰۵ استان گیلان. علوم جغرافیایی. شماره ٤. مشهد.

فریدمجتهدی، نیما؛ خوش‌اخلاق، سمانه؛ عزیزی، افشین؛ مومن‌پور، فروغ؛ هادی‌نژادصبوری، شبنم؛ اسعدی‌اسکوئی، ابراهیم؛ عابد، حسین؛ غفاریان، پروین؛ ۱۳۹۳.: آب‌وهواشناسی مخاطره برف گیلان (بحران سفید، برف دلتا، برف دریاچه‌ای). چاپ: رشت. نشر فرهنگ ایلیا.

. مومن‌پور، فروغ؛ نگاه، سمانه؛ هادی‌نژادصبوری، شبنم؛ فریدمجتهدی، نیما؛ اسعدی‌اسکوئی، ابراهیم؛ ۱۳۹۳. واکاوی سازوکار رخ‌داد مخاطره برف‌های سنگین جلگهٔ گیلان در نیم سده اخیر. مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی. شماره ۹. صص ۳٦–۱۷.

مفیدی، عباس؛ زرین، آذر؛ جانبازقبادی، غلامرضا؛ ۱۳۸٦. تعیین الگوی همدید بارش‌های شدیدی و حدی پائیزه در سواحل جنوبی دریای خزر. مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۳. شماره ۳. صص: ۱۵٤–۱۳۱.

مفیدی، عباس؛ زرین، آذر؛ جانبازقبادی، غلامرضا؛ ۱۳۹۱. تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی دریای کاسپین. مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۸. صص: ۲۰۳–۱۷۷.

مسعودیان، سید ابوالفضل؛ ۱۳۸٤. شناسایی رژیم‌های ایران به روش تحلیل خوشه‌ای. پـژوهش‌هـای جغرافیـایی. دوره ۳۷. شماره ۵۲. صص: ۵۹-٤۷.

Leathers, D., Ellis, w., 1996. Synoptic Mechanisms Associated with Snowfall Increase to the Lee of Lakes Erie and Ontario, *International Journal of Climatology*; 16, (10), 1117-1135.

Ellis, A.W., Johnson, J., 2004. Hydroclimate Analysis of Snowfall Trends Associated with the North American Great Lakes, *Journal of Hydrometeorology*, 5, 471-486.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., 2008. A time-split Nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational. Physics*, 227 , (7), 3465–3485.

Rutledge, G.K., J. Alpert, &. Ebuisaki, W., 2006. A Climate and Weather Model Archive at the National Oceanic and Atmospheric Administration. *Bulletin of the American Meteorological*, 87, 327-341.

National Oceanic and Atmospheric Administration.

13. National Aeronautics and Space Administration.